

## La morphogénèse de la caverne à la Patate, île d'Anticosti, Québec

## Morphogenesis of the Caverne à la Patate, Anticosti Island, Québec

Jean Roberge, Bernard Lauriol et Luc Saint-Pierre

Volume 39, numéro 1, 1985

URI : <https://id.erudit.org/iderudit/032585ar>

DOI : <https://doi.org/10.7202/032585ar>

[Aller au sommaire du numéro](#)

Éditeur(s)

Les Presses de l'Université de Montréal

ISSN

0705-7199 (imprimé)

1492-143X (numérique)

[Découvrir la revue](#)

Citer cette note

Roberge, J., Lauriol, B. & Saint-Pierre, L. (1985). La morphogénèse de la caverne à la Patate, île d'Anticosti, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 39(1), 67–75. <https://doi.org/10.7202/032585ar>

Résumé de l'article

La caverne étudiée mesure plus de 500 m dont 477 m ont été cartographiés. Elle se situe dans l'île d'Anticosti, à l'intérieur du bassin hydrographique de la rivière à la Patate, dans des roches ordoviciennes faiblement inclinées vers le SSO. Les conditions initiales favorables à son développement holocène sont l'existence d'un plateau calcaire partiellement recouvert de tourbières, entaillé par une vallée profonde de 40 m et affecté par un réseau de fractures perméables. Le développement horizontal et vertical de la cavité a été fortement contrôlé par le contexte structural, notamment la perméabilité et l'orientation des fractures, de même que la direction et le pendage des strates. L'enfoncement de la vallée par rapport au niveau initial de l'entrée de la caverne a eu des conséquences hydrologiques et morphogénétiques, notamment le dénoyage d'une partie de la caverne, qui a favorisé la pénétration du gel jusqu'à une centaine de mètres de l'entrée et provoqué une évolution liée davantage à la gélifraction qu'à la dissolution. Cependant, la dissolution reste le processus essentiel responsable de la spéléogénèse ayant permis la formation de la caverne et la création de conditions propices au déclenchement des processus de gélifraction et d'éboulis. Finalement, cette cavité offre un exemple intéressant de caverne holocène développée dans un milieu recouvert par l'inlandsis wisconsinien.

## Notes

# LA MORPHOGÉNÈSE DE LA CAVERNE À LA PATATE, ÎLE D'ANTICOSTI, QUÉBEC

Jean ROBERGE, Bernard LAURIOL et Luc SAINT-PIERRE, respectivement: Laboratoire d'hydrologie forestière, Département des sciences forestières, Université Laval, Sainte-Foy, Québec G1K 7P4; Département de géographie, Université d'Ottawa, Ottawa, Ontario K1N 6N6; Département de géographie, Université de Sherbrooke, Sherbrooke, Québec J1K 2R1.

**RÉSUMÉ** La caverne étudiée mesure plus de 500 m dont 477 m ont été cartographiés. Elle se situe dans l'île d'Anticosti, à l'intérieur du bassin hydrographique de la rivière à la Patate, dans des roches ordoviciennes faiblement inclinées vers le SSO. Les conditions initiales favorables à son développement holocène sont l'existence d'un plateau calcaire partiellement recouvert de tourbières, entaillé par une vallée profonde de 40 m et affecté par un réseau de fractures perméables. Le développement horizontal et vertical de la cavité a été fortement contrôlé par le contexte structural, notamment la perméabilité et l'orientation des fractures, de même que la direction et le pendage des strates. L'enfoncement de la vallée par rapport au niveau initial de l'entrée de la caverne a eu des conséquences hydrologiques et morphogénétiques, notamment le dénoyage d'une partie de la caverne, qui a favorisé la pénétration du gel jusqu'à une centaine de mètres de l'entrée et provoqué une évolution liée davantage à la gélifraction qu'à la dissolution. Cependant, la dissolution reste le processus essentiel responsable de la spéléogénèse ayant permis la formation de la caverne et la création de conditions propices au déclenchement des processus de gélifraction et d'éboulis. Finalement, cette cavité offre un exemple intéressant de caverne holocène développée dans un milieu recouvert par l'inlandsis wisconsinien.

**ABSTRACT** *Morphogenesis of the Caverne à la Patate, Anticosti Island, Québec.* The cave measures more than 500 m (477 mapped). It lies on Anticosti Island in the Rivière à la Patate catchment. It developed in an Ordovician formation slightly dipping SSW. A limestone plateau covered with bogs, traversed by permeable joints and incised by a 40 m deep valley, provided favourable initial conditions allowing the growth of the cave. Structural factors such as permeability, orientation of joints, strata direction and dip influenced the horizontal and vertical development of the cave. The entrenchment of the valley floor below the cave outlet level induced hydrological and morphological consequences especially the partial dewatering of the cave and a penetration of frost shattering and collapsing processes. Those generated four time more cave volume than solution itself. However, solution remain the essential speleogenetic process since it provided a setting favourable to frost shattering and collapsing processes. Furthermore, it is an interesting example of an Holocene cave formed in terrasses fully covered by Wisconsinan icefield.

## INTRODUCTION

La caverne à la Patate constitue la plus longue cavité explorée à ce jour dans l'île d'Anticosti; 477 m ont été cartographiés, auxquels s'ajoutent près d'une centaine de mètres de galeries noyées, explorées en plongée à son extrémité amont (L. Leblanc, comm. pers.). Elle s'ouvre à 120 m d'altitude sur le versant d'un bras de la rivière à la Patate et s'étend sous un plateau dont l'altitude varie entre 160 et 170 m (fig. 1 et 2).

La caverne se trouve à l'intérieur des limites d'un brûlis datant de 1955. La vallée et le bord du plateau montrent, comme dans l'ensemble du brûlis, peu de régénération forestière. Par contre, on trouve sur le plateau, dans des tourbières et autour, une pessière noire à sapins constituant un îlot boisé au sein du grand brûlis.

La caverne est creusée dans les calcaires de la formation de Vauréal. Cette formation ordovicienne présente de nombreux faciès (BOLTON, 1961, 1972; PETRYCK, 1981). Sur

le site de la caverne on observe surtout un mudstone calcaire avec des lits de schiste argileux calcaireux verdâtre. Les strates y sont minces (entre 5 et 20 cm) et affectées d'un faible pendage SSO de 0,5 à 2°. Comme un peu partout dans l'île, les diaclases observées sont toutes plus ou moins orientées parallèlement ou perpendiculairement à la direction des strates.

Au Wisconsinien supérieur, la région de la caverne a été recouverte par l'inlandsis laurentidien (GRATTON *et al.*, 1984; PAINCHAUD *et al.*, 1984). En se retirant, les glaces ont abandonné une faible couverture de till sur la surface du plateau et ont partiellement remblayé la vallée de matériel glaciaire et fluvio-glaciaire. Lors de la déglaciation, survenue vers 12 000 BP dans cette région, la mer de Goldthwait a submergé les régions littorales jusqu'à une altitude de 72 m environ (BOLTON et LEE, 1960; PAINCHAUD *et al.*, 1984).

L'étude morphologique de la caverne permet de mieux saisir la genèse des cavernes dans les régions englacées au cours du Wisconsinien. Très peu de lieux offrent des conditions favorables à de telles études, car les glaciers du Qua-

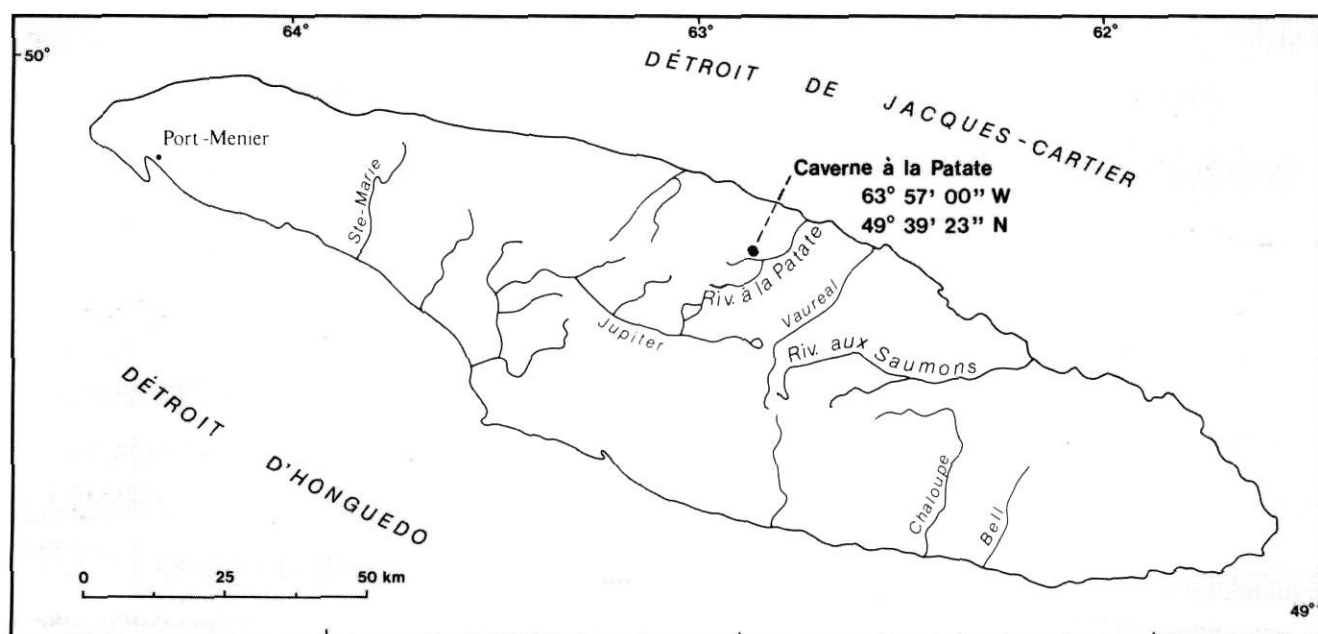


FIGURE 1. Localisation de la caverne à l'île d'Anticosti.

Location of the cave on Anticosti Island.

ternaire ont surtout envahi les régions à substratum cristallin et celles où le climat actuel ne permet que difficilement la dissolution des carbonates.

Par ailleurs, l'étude de la genèse de la caverne à la Patate s'ajoute aux recherches effectuées sur le karst lacustre d'un affluent de la rivière Jupiter (CADIEUX, 1983; LAURIOL *et al.* (1984), et sur le karst du cours supérieur de la rivière aux Saumons (ROBERGE, 1979, 1981a et 1981b). Elle permet ainsi de mieux comprendre le karst d'Anticosti, et de façon plus générale, le karst récent et le karst des régions boréales.

### LE KARST DE SURFACE

Le karst de la rivière à la Patate s'étend entre un bras de la rivière du même nom et une zone de tourbières partiellement boisées située sur le plateau. Il comprend des formes sur ce plateau et d'autres dans la vallée; les deux groupes sont en relation avec le système de drainage souterrain auquel appartient la caverne (fig. 2).

Sur le plateau, le phénomène le plus évident est l'influence des diaclases sur le drainage. En effet, on a observé sept diaclases longues de 200 à 300 m et espacées en moyenne de 50 m. Le long des diaclases s'observent des ouvertures de type klufthkarren (BÖGLI, 1960). Elles ont été formées par les eaux d'infiltration diffuse. Dans un cas, une ouverture est accessible verticalement jusqu'à 18,6 m de profondeur et sert de perte à un ruisseau. On a également observé trois dolines de dissolution de 3 à 5 m de profondeur le long des diaclases. Elles absorbent les eaux de petits ruisseaux issus des tourbières. Enfin sur le plateau dans un vallon, un lit de ruisseau asséché relie une tourbière à la vallée dont il entaille le versant. Les trois pertes situées presque en amont du vallon sont vraisemblablement responsables de son tarissement.

Dans la vallée, l'entrée de la caverne, située à 10 m au-dessus du talweg, dessine un porche à la base d'un abrupt. Elle s'ouvre au fond d'une reculée de 40 à 50 m dans le versant (fig. 3). En aval de la reculée, s'étale un cône de déjection constitué de matériaux fournis par le recul du versant ou expulsés de la caverne. Le ruisseau qui en sort y a creusé une entaille de 150 cm de profondeur. Cette entaille laisse voir sur une longueur de 4 m, un humus à 80 cm de profondeur. Son analyse  $^{14}\text{C}$  a donné un âge de 540 BP (UQ-467), mais son analyse macrofossile n'a pas permis l'identification des morceaux de bois qui y baignaient (A. Larouche, comm. pers.).

### LE SYSTÈME DE DRAINAGE

Les tourbières du plateau alimentent le ruisseau qui parcourt la caverne. On peut observer ce ruisseau de l'entrée de la caverne jusqu'au siphon. Il reçoit un affluent à environ 130 m en aval du siphon. Une partie des eaux est absorbée par une diaclase élargie dans le plancher de la galerie, à 170 m en amont de l'entrée. Il arrive que pendant la période d'étiage le cours d'eau y disparaisse totalement.

Il existe également dans la caverne un écoulement indépendant du ruisseau principal: on l'aperçoit au fond d'une fissure située dans le prolongement de la portion E-O aval de la cavité. Au début de l'été 1982, son niveau était assez élevé pour que ses eaux se mélangent au cours d'eau principal qui atteignait l'entrée de la caverne et, qui après avoir traversé le cône de déjection, se jetait dans la rivière à la Patate.

Deux traçages ont été effectués durant l'été 1982; un premier, au début de juillet à partir du puits et un second, au début d'août, à partir de la doline du Chevreuil (respectivement les sites 1 et 2, fig. 2). Ces traçages, à la fluorescéine, ont montré que ces deux pertes n'alimentent que le cours d'eau

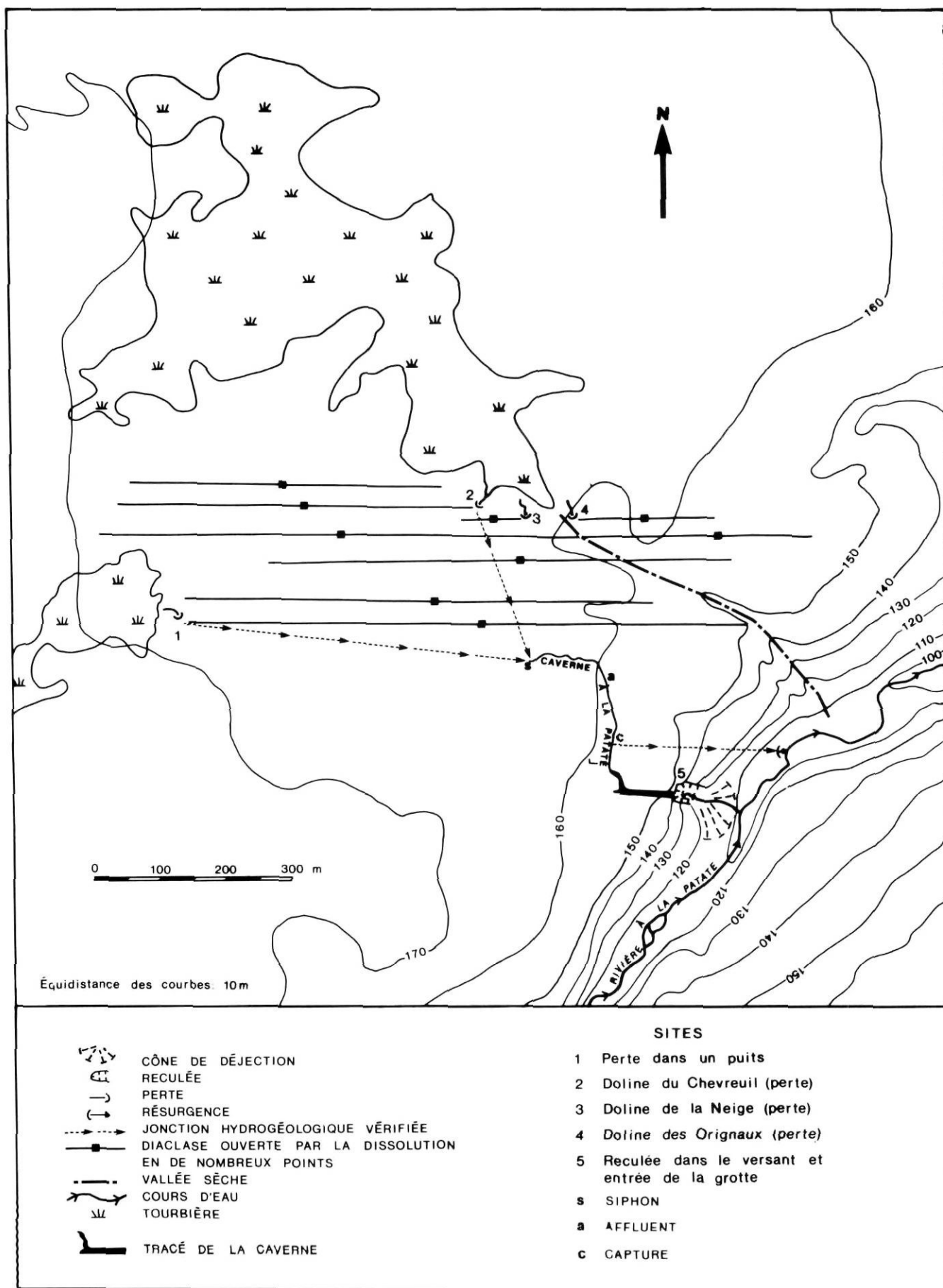


FIGURE 2. Le karst de surface et le tracé de la caverne.

Surface karst and position of the cave.



FIGURE 3. Vue du cône de déjection, de la reculée et de l'entrée de la caverne dans la vallée.

*The alluvial fan and the cave entrance at the base of the scar seen across the valley.*

principal issu du siphon. Ils ont aussi permis de constater que l'eau capturée dans la diaclase élargie à l'intérieur de la caverne resurgissait au fond de la vallée à 250 m à l'est. Au cours des deux traçages, le parcours du colorant entre les pertes et les résurgences s'est fait en moins de 24 h, ce qui correspond à une vitesse apparente supérieure à 900 m/j. Ces écoulements souterrains se font sous des gradients hydrauliques variant entre 6 à 8% selon la perte et la résurgence considérées.

### MORPHOLOGIE DE LA CAVERNE

#### STRUCTURE D'ENSEMBLE DE LA CAVERNE: LE DÉVELOPPEMENT EN PLAN

La partie explorée de la caverne à la Patate présente un axe général NO-SE dans le même sens que celui du gradient hydraulique local du plateau à la vallée (fig. 4). Mais, dans le détail, très peu de passages suivent cette direction. L'histogramme circulaire de la direction des galeries montre deux modes très nets: un vers 0-10° et l'autre près de 90° (fig. 5). Ils correspondent aux principales fractures régionales: une famille parallèle à la direction des strates et une autre perpendiculaire à celle-ci. L'axe général NO-SE est donc le résultat de l'utilisation combinée par les eaux souterraines de fractures dont les directions sont N-S et E-O.

L'influence des diaclases n'apparaît pas toujours directement dans la morphologie des galeries. Si, en aval, la cavité s'est de toute évidence établie dans une diaclase, en amont, elle emprunte plutôt les plans de stratification. Il semble donc que le plan de stratification soit anisotrope, sa perméabilité étant maximale dans la direction des principales diaclases. Ce phénomène se manifeste également à la résurgence des eaux du karst du cours supérieur de la rivière aux Saumons; une galerie noyée haute de 1 m et large de 5 à 10 m, plongée sur plus de 115 m, suit à peu près la même direction que les diaclases E-O dominantes (D. Caron, comm. pers.). Dans la

caverne à la Patate, bien que les diaclases contrôlent la direction des conduits, les plans de stratification semblent davantage perméables. Ce sont eux qui auraient servi à l'établissement du drain principal. Cependant, ce n'est plus vrai à proximité de la vallée où le phénomène de décompression tend à accroître la perméabilité des fissures, ce qui a permis à la cavité d'emprunter une importante diaclase orientée E-O sur 70 m pour rejoindre la vallée.

#### STRUCTURE D'ENSEMBLE DE LA CAVERNE: LE DÉVELOPPEMENT VERTICAL

Les figures 6 et 7 présentent deux coupes de la caverne. Son extrémité aval est perchée à une dizaine de mètres au-dessus du fond de la vallée, alors que l'extrémité amont se trouve à environ 35 m sous la surface du plateau. La dénivellation totale entre l'amont et l'aval est de 7 m: 6 m dans le segment N-S et 1 m dans le segment E-O en aval, le segment E-O en amont étant horizontal.

Le long du segment N-S, la pente générale de la voûte est à peu près régulière, tandis que celle du plancher s'accroît graduellement en aval. Nous y voyons le résultat d'un surcreusement fluvial dans un conduit dont la pente originelle était celle de la voûte. Le conduit originel se serait développé en régime noyé, alors que le surcreusement a nécessité un régime d'écoulement à surface libre.

Le segment N-S est perpendiculaire à la direction des strates et la pente moyenne de 1,8% de la voûte vers le sud résulte vraisemblablement du pendage (fig. 7). Cette pente, qu'on suppose être celle du conduit originel, serait le résultat du contrôle structural dans le plan de stratification. Le même contrôle expliquerait également la pente nulle du segment E-O en amont, celui-ci étant parallèle à la direction des strates. La galerie d'entrée, logée dans une diaclase, n'est pas soumise au contrôle de la stratification.

L'allure générale de la partie explorée de la cavité montre bien qu'elle consiste en un drain subhorizontal recevant des



affluents subverticaux en provenance du plateau selon le modèle de la «*watertable cave*» (SWINNERTON, 1932; FORD et EWERS, 1978) commune au karst de plateforme. Dans ce type de cavité, le niveau du drain s'ajuste à celui de la vallée où ses eaux résurgent (EK, 1961; MIOTKE et PALMER, 1972). Selon ce modèle, on peut en projetant à l'extérieur le niveau du conduit originel, en déduire que le cours de la caverne se serait établi lorsque le niveau de la vallée était d'une quinzaine de mètres plus élevé qu'aujourd'hui. L'encaissement de la vallée a entraîné un surcreusement de la cavité, insuffisant toutefois pour raccorder l'entrée au talweg.

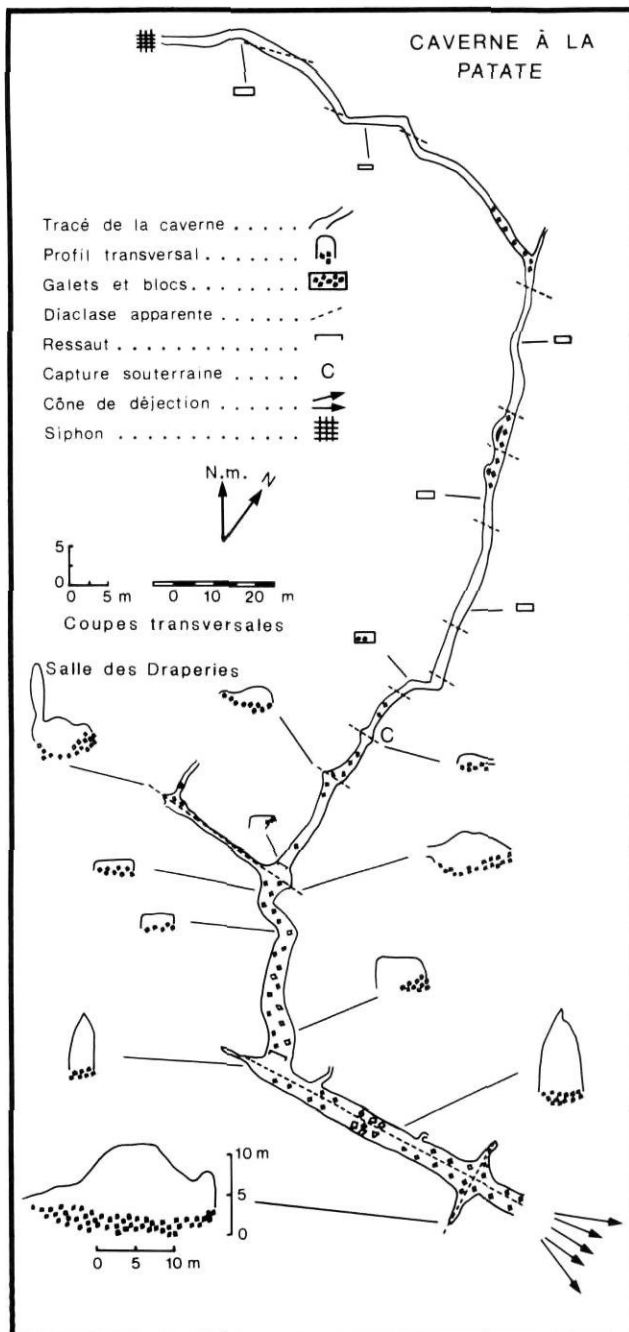


FIGURE 4. Plan de la caverne.  
Map of the cave.

### MORPHOLOGIE GÉNÉRALE DE LA CAVITÉ

On peut distinguer quatre parties dans la cavité d'après la morphologie, l'hydrologie et les sédiments.

La partie en amont mesure 250 m de longueur. Elle comprend une grande partie du segment N-S et tout le segment E-O en amont. Son profil transversal adopte une forme rectangulaire tendant vers l'ellipse. Il mesure de 0,6 à 1 m de hauteur et de 2 à 3 m de largeur. Les sédiments sont absents, sauf à deux endroits où on a observé quelques galets venant des parois de la galerie. La morphogénèse est dominée par la dissolution. L'érosion fluviale est faible à cause de la faible pente et les effondrements mécaniques sont rares. À l'étiage, l'eau occupe toute la largeur de la galerie et atteint les parois latérales à mi-hauteur. Lors des crues, la galerie doit être entièrement inondée.

Entre la partie en amont et la galerie d'entrée, la caverne offre une galerie de section irrégulière, mais croissante d'amont en aval: de 2 m<sup>2</sup> à plus de 50 m<sup>2</sup>. Les effondrements mécaniques, liés à l'influence du gel hivernal qui peut, d'après nos mesures, affecter cette partie de la caverne (SAINT-PIERRE, 1983), augmentent d'amont en aval. La morphologie de dissolution disparaît et les accumulations de galets et de blocs calcaires provenant des voûtes sont plus fréquentes. L'érosion fluviale y est active, comme l'atteste un chenal d'écoulement au sein des accumulations. Les accumulations de galets s'observent généralement sur les flancs de la galerie. Aux endroits que le cours d'eau n'atteint pas, la matrice est argilo-limoneuse.

La partie en aval de la caverne est constituée de la vaste galerie d'entrée, longue de 70 m et offrant une section d'une quarantaine de mètres carrés en ogive. Les formes de dissolution sont à peu près absentes des parois et des voûtes,

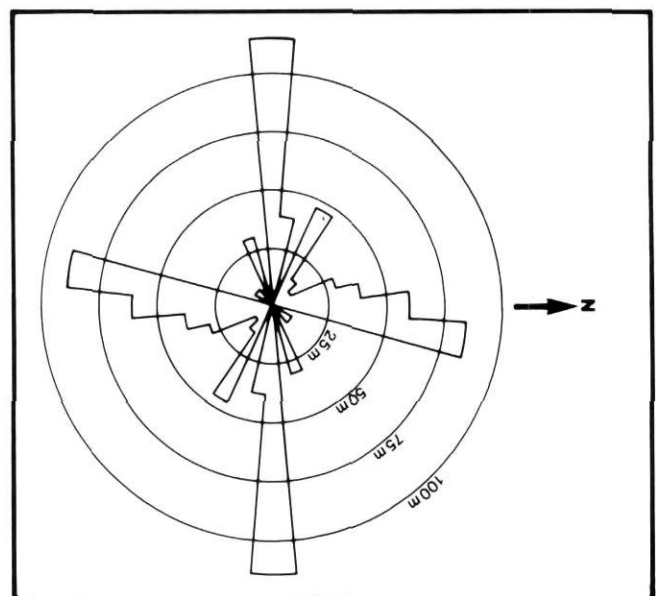


FIGURE 5. Histogramme circulaire des directions de galeries de la caverne.  
Distribution of cave passage directions.

disparaissant au profit de l'action mécanique conjuguée de la gélifraction et de la décompression. La forme d'ogive correspond à la recherche d'un équilibre mécanique le long d'une diaclase (RENAULT, 1970). Le plancher est encombré de débris provenant des voûtes et des parois. À l'étiage, les écoulements s'infiltrent à travers cet épais manteau de débris. À environ 15 m de l'entrée, le recoupement de la galerie, par une diaclase N-S, provoque un élargissement latéral et une accumulation de débris formant des talus. Ceux-ci barrent partiellement le passage de part et d'autre de la galerie. Le long des parois, des sédiments fins se sont déposés sur le rebord des strates en saillie, jusqu'à plus de 4 m de hauteur. Dans la diaclase latérale près de l'entrée, à un niveau que les crues n'atteignent pas, l'analyse des sédiments indique qu'il s'agit de limons et d'argiles contenant 65% de carbonates.

Dans la caverne, outre le conduit principal, on trouve également une étroite galerie latérale qui le relie à la salle des Draperies (fig. 4). Sa morphologie est dominée par les formes de dissolution. Une épaisse couche de sédiments argilo-limoneux et de blocs la comble partiellement. La salle des Draperies occupe une superficie d'à peu près 25 m<sup>2</sup> et son plafond est traversé par une cheminée haute de 15 m creusée par une arrivée d'eau supérieure. Le plancher est encombré

de blocs et de galets qui obstruent partiellement un conduit affluent relique venant du nord et se poursuivant vers le sud. Un dépôt argilo-limoneux, recouvert par endroits d'une mince croute de calcite, enrobe les blocs. Le concrétionnement paraît récent et encore actif. La morphologie des lieux indique que ces passages ont été creusés par un écoulement venant du côté nord. D'abord affluent du ruisseau principal de la caverne, il aurait été ensuite capturé en direction du sud, avant de tarir.

## SYNTHÈSE MORPHOGÉNÉTIQUE

Nos observations permettent d'esquisser les principales étapes de la morphogénèse de la cavité. On peut y distinguer d'abord les conditions initiales favorables à la formation de la grotte puis les conséquences de l'encaissement ultérieur de la vallée.

### LES CONDITIONS INITIALES FAVORABLES

Le plateau calcaire affecté par un réseau de fractures perméables et entaillé par une vallée profonde de près de 40 m réunissait les conditions favorables à la karstification. Les tourbières constituaient un réservoir d'eau acide, donc pourvues d'un potentiel élevé de dissolution. Initialement,

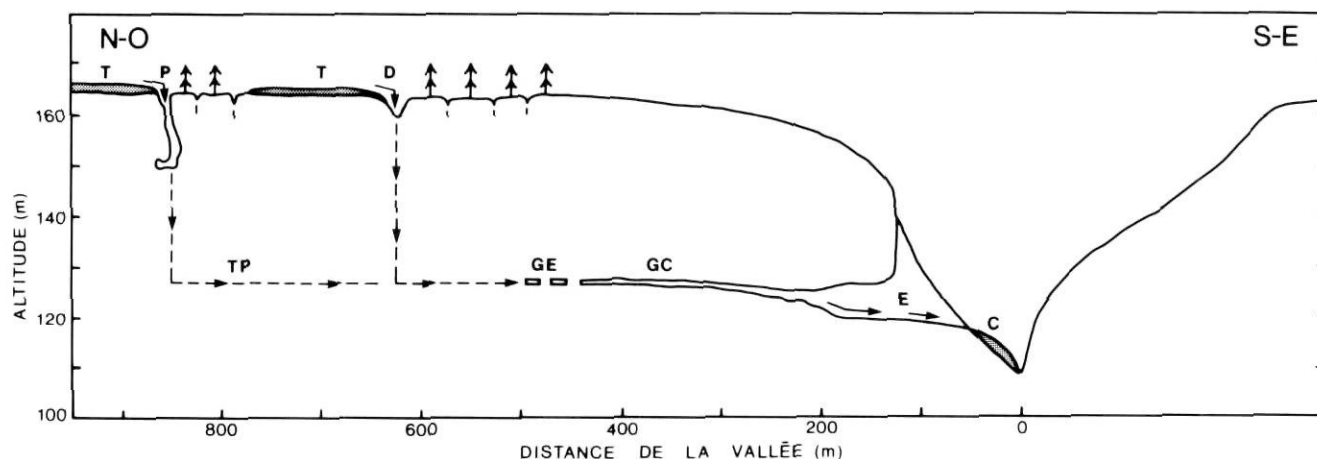


FIGURE 6. Coupe du plateau et de la caverne selon un plan NO-SE joignant les deux extrémités de la caverne. La position des deux pertes principales a été projetée sur le plan de coupe. L'exagération verticale est de cinq fois. Légende: T: tourbière; P: perte du puits; D: perte dans une doline; C: cône de déjection; E: entrée de la caverne; GC: galerie explorée et cartographiée; GE: galerie explorée seulement; TP: trajet présumé de l'eau des pertes.

*Profile of the plateau and the cave. The position of the two main sinks have been transferred on a cross section plan NW-SE joining both ends of the cave. Vertical exaggeration is five times. T: bog; P: stream sink in a peat; D: stream sink in a doline; C: alluvial fan; E: cave entrance; GC: explored and surveyed passage; GE: explored passage; TP: expected underground water path.*

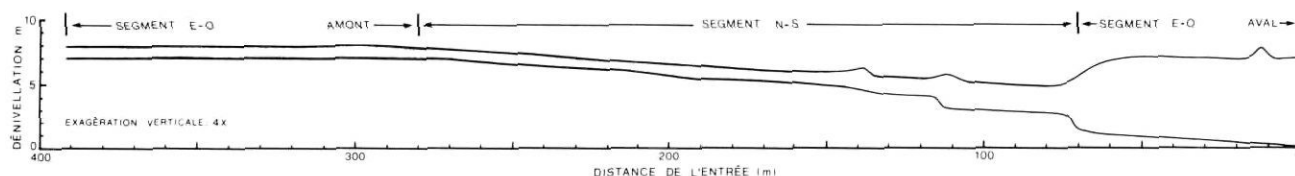


FIGURE 7. Coupe développée de la caverne. La surface en gris représente le tracé original présumé du conduit avant son exondation.

*Extended elevation of the cave. The gray surface represents the presumed original path of the cave prior to its exondation.*

elles se drainaient vers la vallée par une voie subaérienne, tout en contribuant, par infiltration, à un écoulement souterrain de milieu fissuré non karstique.

Sous un gradient hydraulique de 8% entre l'extrémité des tourbières et la vallée, les eaux d'infiltration ont pu instaurer un drainage souterrain karstique des tourbières et des terrains avoisinants. Celui-ci a progressivement tari les écoulements de surface et ébauché un réseau de conduits assimilable à un modèle de type *watertable cave* avec un drain principal subhorizontal situé près du niveau du talweg.

Le développement horizontal et vertical de la cavité a été contrôlé par des facteurs structuraux, notamment la perméabilité et l'orientation des fractures, de même que le pendage des strates. Les diaclases, davantage perméables près de la surface et à proximité de la vallée, ont été surtout exploitées à ces endroits. En profondeur, l'eau a plutôt emprunté les plans de stratification.

#### LE CREUSEMENT SUBSÉQUENT DE LA VALLÉE

La vallée se serait encaissée d'une quinzaine de mètres depuis le début de la formation de la caverne. Certaines conséquences hydrologiques et morphologiques s'ensuivirent.

##### Conséquences hydrologiques

Le creusement subséquent de la vallée a provoqué une augmentation sensible du gradient hydraulique entre le drain principal de la caverne et la vallée. Il a permis également une décompression supplémentaire des versants, augmentant ainsi la perméabilité de certaines diaclases à proximité de la vallée. En empruntant une diaclase E-O sous un gradient de 7,5%, les eaux de la caverne sont parvenues à ouvrir un petit conduit joignant directement le segment N-S de la galerie principale avec le fond actuel de la vallée (fig. 2). C'est ce qui a provoqué la capture partielle du ruisseau souterrain à l'intérieur de la cavité.

##### Conséquences morphologiques

Par suite de l'encaissement de la vallée, la caverne demeure perchée au-dessus du talweg. Le dénoyage des conduits souterrains qui en résulte permet alors au gel de pénétrer dans la caverne à proximité de son orifice.

Les strates minces et l'humidité des parois favorisent la gélifraction et les effondrements, ce qui entraîne un élargissement sensible du passage qui, à son tour, permet au gel de pénétrer plus profondément dans la cavité et ainsi de suite. L'élargissement mécanique de conduits karstiques par gélifraction et par éboulement près des entrées a déjà été décrit dans le premier canyon de la Nahanni (SCHROEDER, 1979) et en Roumanie (POVANA et DIACONU, 1974). Il a été observé à Anticosti à la grotte de la rivière Vauréal (BEAUPRÉ *et al.*, 1974). À la caverne à la Patate, le microclimat de la cavité, déterminé par sa morphologie, est tel que la zone actuellement affectée par la gélifraction est particulièrement profonde, soit jusqu'à une centaine de mètres de l'entrée (SAINT-PIERRE, 1983).

L'orifice élargi de la caverne a créé sur le versant une entaille sensible à la gélifraction et aux éboulis qui a permis

la formation d'une reculée. Les débris fournis par le recul du versant et l'élargissement mécanique de la caverne, évacués par l'eau, édifient un cône de déjection.

Au fur et à mesure de l'élargissement de la galerie d'entrée, la quantité de débris a dû augmenter au point d'y affecter le travail de surcreusement du substrat par le cours d'eau. L'énergie de l'eau aurait surtout servi à l'évacuation des débris, ce qui expliquerait la pente plus faible et l'épais manteau de débris dans les 80 premiers mètres de la cavité. Le surcreusement en amont se serait alors calibré en fonction de ce nouveau niveau de base.

Des sédiments fins ont été observés dans la cavité jusqu'à environ 5 m au-dessus de l'entrée seulement aux endroits protégés des écoulements actuels. Ils constituent les indices d'au moins une inondation, alors que la cavité avait atteint à peu près son gabarit actuel. Comme ces sédiments se retrouvent également près de l'entrée, une obstruction faisant office de barrage a dû exister à ce niveau. Deux agents, la neige et les effondrements, pourraient avoir causé l'inondation.

Dans l'Arctique, WOO (1979, 1980) a observé que la neige de déflation accumulée dans les vallées encaissées pouvait, au moment des fontes, former des barrages dont la rupture éventuelle entraînait des débits extrêmes. La rupture se produit lors du creusement d'un tunnel sous-nival ou de l'incision du barrage par des eaux de débordement. Dans les exemples fournis par l'auteur, la retenue d'eau durait une dizaine de jours et ne dépassait pas 2 m de hauteur. On en a toutefois observé jusqu'à 6 m de hauteur (M.-K. Woo, comm. pers.). À la caverne à la Patate, la reculée est favorable à l'accumulation de congères de neige de déflation. Les vestiges de barrages de neige y ont été observés à la fin du printemps. On pouvait encore y discerner la présence à la fois d'un tunnel sous-nival et d'une entaille latérale (fig. 8).

Le recul du versant n'a sans doute pas toujours été constant. On peut supposer que l'effondrement de parties de la paroi rocheuse a pu construire des barrages plus durables et plus hauts que ceux occasionnés par la neige et permettre de plus longues périodes d'accumulation de sédiments fins. La rupture de tels barrages, vraisemblablement au printemps, pourrait expliquer la fossilisation d'humus à la surface du cône de déjection sous les débris entraînés par l'eau.

La formation de congères de neige et les éboulis sont deux processus actifs. La rupture des barrages ainsi formés, en favorisant le transport des matériaux grossiers, a pu contrôler l'évolution du cône de déjection. Leurs effets combinés de façon fortuite sont susceptibles d'avoir causé une ou plusieurs inondations importantes de la caverne.

## CONCLUSION

#### ÂGE DE LA CAVERNE

La caverne et le karst de surface sont intégrés à l'hydrographie actuelle du plateau et sont liés à l'existence des tourbières et à leur emplacement. Nous n'avons rien observé qui laisse supposer la présence de formes reliques anciennes. Les tourbières reposent sur des placages de till argileux. Elles n'occupent pas les dépressions topographiques mais plutôt





FIGURE 8. Congère et gelifracts à l'entrée de la caverne au mois de mai 1982. Une entaille latérale ainsi que l'orifice d'une percée sous nivale apparaissent clairement.

*Snow bank and gelifracts at the entrance of the cave in May 1982. A lateral notch and the opening of a sub-nival tube can be seen.*

une surface plane, faiblement inclinée (1,0 - 1,5%) (fig. 2). Leur présence est davantage attribuable au manque d'organisation du drainage local qu'à des contraintes topographiques. Il est improbable que des tourbières aient occupé exactement le même emplacement avant l'Holocène. La karstogénèse et la spéléogénèse, conditionnelles à leur présence préalable, seraient donc holocènes. De plus, la présence sur le plateau du vallon asséché, creusé à même le till, atteste qu'après la déglaciation, le drainage karstique n'était pas encore actif. Le drainage subaérien des tourbières s'est poursuivi suffisamment longtemps pour que le cours d'eau ait le temps d'entailler substantiellement le substratum rocheux sur le versant de la vallée.

Le déclenchement de la spéléogénèse ne serait intervenu qu'après la déglaciation (12 000 BP) lorsque le fond de la vallée était d'une quinzaine de mètres plus élevé qu'aujourd'hui, soit à environ 125 m d'altitude à l'entrée de la caverne. L'âge de la caverne serait inférieur à 12 000 ans et le taux d'encassement de la vallée, supérieur à 1,25 m/1000 ans. Les travaux en cours de P. Bigras (Université de Sherbrooke) concernant l'évolution de la vallée de la rivière à la Patate, devrait permettre de préciser ce dernier point.

#### ÉROSION CHIMIQUE/ÉROSION MÉCANIQUE

La figure 9 montre les variations du gabarit de la galerie principale de la caverne en fonction de la distance à l'entrée. Elle permet, en excluant les galeries latérales, d'évaluer à environ 3 500 m<sup>3</sup> le volume de la partie explorée de la caverne. Là où les conduits ont été peu affectés par les agents mécaniques, le gabarit est assez constant: section de 1 à 2 m<sup>2</sup>. En extrapolant vers l'entrée, on peut estimer que le volume de la cavité en l'absence d'érosion mécanique, serait de l'ordre

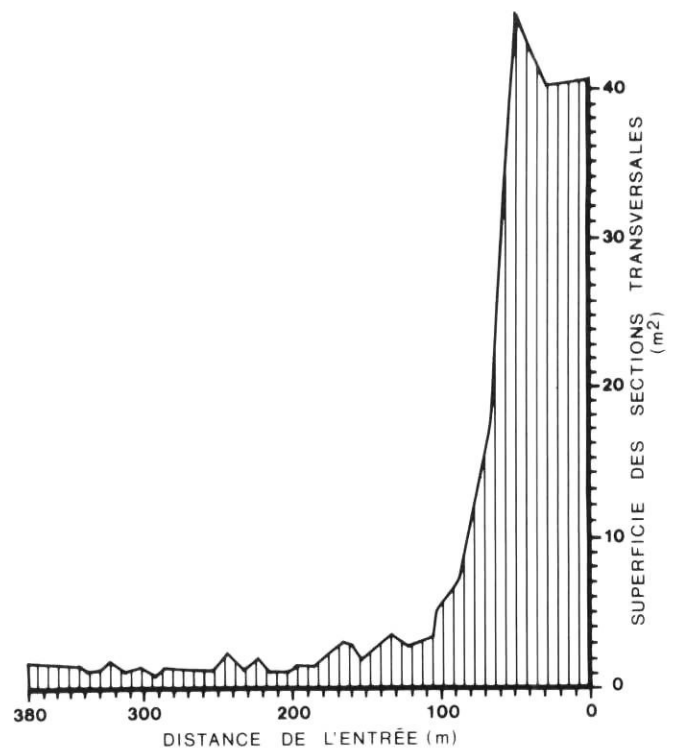


FIGURE 9. Variations du gabarit de la galerie principale en fonction de la distance à l'entrée.

*Section area evolution of the main passage from the entrance to the siphon.*

de 700 m<sup>3</sup>, soit seulement 20% du volume total. Les 2 800 m<sup>3</sup> de vide lié à l'érosion mécanique sont surtout concentrés dans les 120 premiers mètres de la caverne. Au-delà, la dissolution est le principal agent d'érosion.

Le volume de l'entaille du versant est estimé grossièrement à 10 000 m<sup>3</sup>, soit près de trois fois le volume exploré de la caverne. Au total la dissolution ne serait responsable que de 5% du volume déplacé. Toutefois, elle demeure le processus essentiel ayant permis la spéléogénèse et la mise en place des conditions propices à l'emprise des processus de gélifraction et d'éboulement.

### REMERCIEMENTS

Les auteurs remercient les autorités d'Anticosti qui ont permis l'accès à la caverne et facilité la résidence dans l'île. Ils remercient aussi les étudiants du Département de géographie de l'Université de Sherbrooke, et les membres de la Société québécoise de spéléologie qui ont aidé à la collecte des données ainsi que J. Schroeder et les lecteurs anonymes qui ont bien voulu corriger le manuscrit. Le premier auteur a assumé entièrement ses frais de recherches, mais a profité de l'organisation matérielle de la Société québécoise de spéléologie. Les deuxième et troisième auteurs ont bénéficié de subventions FCAC.

### RÉFÉRENCES

- BEAUPRÉ, M., CARON, D. et ROBERGE, J. (1974): *Karstification de l'île d'Anticosti, reconnaissance 1974*, Société québécoise de spéléologie, Montréal, 62 p.
- BÖGLI, A. (1960): Kalklösung und Karrenbildung, *Zeitschrift für Geomorphologie*, Supplementband 2, p. 4-21.
- BOLTON, T. E. (1961): *Ordovician and Silurian formations of Anticosti Island, Quebec*, Geological Survey of Canada, Paper 61-26, 18 p.
- (1972): *Geological map and notes on the Ordovician and Silurian litho- and biostratigraphy, Anticosti Island, Quebec*, Geological Survey of Canada, Paper 71-19, 45 p.
- BOLTON, T. E. et LEE, P. K. (1960): *Post-glacial marine overlap of Anticosti Island, Quebec*, Geological Association of Canada, Proceedings 12, p. 67-78.
- CADIEUX, R. (1983): *Contribution à l'hydrogéomorphologie du bassin de la rivière Jupiter, île d'Anticosti*, Mémoire de M.Sc., Département de géographie, Université de Sherbrooke, 178 p.
- EK, C. (1961): Conduits souterrains en relation avec les terrasses fluviales, *Annales de la Société géologique de Belgique*, n° 84, 28 p.
- FORD, D. C. et EWERS, R. O. (1978): The development of limestone cave systems in the dimensions of length and depth, *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 15, n° 11, p. 1783-1798.
- GRATTON, D., GWYN, Q. H. J. et DUBOIS, J. M. M. (1984): Paléoenvironnements sédimentaires au Wisconsinien moyen et supérieur, île d'Anticosti, golfe du Saint Laurent, Québec, *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 38, n° 3, p. 229-242.
- LAURIOL, B., HÉTU, B., CÔTÉ, D. et GWYN, Q. H. J. (1985): Phénomènes karstiques et périglaciaires dans un lac à niveau variable de l'île d'Anticosti, Québec, Canada, *Zeitschrift für Geomorphologie* (sous presse).
- MIOTKE, F. D. et PALMER, A. N. (1972): *Genetic relationship between caves and landforms in the Mammoth Cave National Park area*, Würzburg, Böhrer, 69 p.
- PAINCHAUD, A., DUBOIS, J. M. et GWYN, H. (1984): Déglaçiation et émergence des terres de l'ouest de l'île d'Anticosti, golfe du Saint-Laurent, Québec, *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 38, n° 2, p. 93-111.
- PETRYCK, A. A. (1981): *Stratigraphie révisée de l'île d'Anticosti*, Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, Direction générale du service de l'exploration, DPV-711, 24 p.
- POVANA, I. et DIACONU, G. (1974): Déroutement du processus de gélifraction dans le milieu souterrain, *Travaux de l'Institut de spéléologie Emile Racovitzza*, Bucarest, XIII, p. 139-146.
- RENAULT, P. (1970): *La formation des cavernes*, Paris, P.U.F., Coll. «Que sais-je?», n° 1400, 127 p.
- ROBERGE, J. (1979): *Géomorphologie du Karst de la Haute-Saumons, île d'Anticosti, Québec*, Thèse de M.Sc. Département de géographie, Université McMaster, Hamilton, 335 p.
- (1981a): La dissolution du calcaire dans la partie supérieure du bassin de la rivière aux Saumons, Anticosti, Québec, *Actes du 8<sup>e</sup> Congrès international de spéléologie*, p. 393-394.
- (1981b): La genèse des formes du karst de la Haute-Saumons, facteurs déterminants, *Actes du 8<sup>e</sup> Congrès international de spéléologie*, p. 391-392.
- SAINT-PIERRE, L. (1983): *Morphogénèse récente de la caverne à la Patate, rivière à la Patate, île d'Anticosti, Québec*, Rapport de B.Sc., Département de géographie, Université de Sherbrooke, 68 p.
- SCHROEDER, J. (1979): Développement de cavités d'origine mécanique dans un karst froid (Nahanni, T.N.O. Canada), Comptes rendus du colloque franco-belge de karstologie appliquée, *Annales de la Société de Géologie de Belgique*, t. 102, p. 59-67.
- SWINNERTON, A. C. (1932): Origin of limestone caverns, *Bulletin of the Geological Society of America*, vol. 43, p. 663-694.
- WOO, M.-K. (1979): Breakup of streams in the Canadian High Arctic, *Proceedings of the 36th Eastern Snow Conference*, p. 95-107.
- (1980): Hydrology of a small lake in the Canadian High Arctic, *Arctic and Alpine Research*, vol. 12, n° 2, p. 227-235.